

Análise petrográfica e proveniência dos metassedimentos do Complexo Pontas do Salso, Terreno São Gabriel, Cinturão Dom Feliciano, RS

Luiz Alberto VEDANA¹ & Ruy Paulo PHILIPP²

(¹) Programa Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Av. Bento Gonçalves 9.500, CEP 91.540-000, Porto Alegre, RS, Brasil. E-mail: luizvedana@gmail.com.

(²) Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Av. Bento Gonçalves, 9.500, CEP 91.540-000, Porto Alegre, RS. E-mail: ruy.philipp@ufrgs.br.

Recebido em 10/2014. Aceito para publicação em 07/2016.

Versão online publicada em 26/08/2016 (www.pesquisasemgeociencias.ufrgs.br)

Resumo - O Complexo Pontas do Salso ocorre no extremo sudeste do Terreno São Gabriel, porção oeste do Cinturão Dom Feliciano, centro-oeste do Rio Grande do Sul. Para avaliar as relações estratigráficas e caracterizar as unidades do complexo foi realizado mapeamento geológico e estrutural detalhado, com análise petrográfica, avaliação das relações entre metamorfismo e deformação e contagem modal dos minerais constituintes para definição da proveniência dos metassedimentos. O Complexo Pontas do Salso é composto por meta-arcóseos, com ocorrência restrita de metaconglomerados e metapelitos. Os meta-arcóseos apresentam textura blastopsamítica fina a grossa, com porfiroclastos de quartzo hexagonal. Os metaconglomerados polimíticos são matriz suportados e mostram entre 15 e 55% de clastos. Os metapelitos são formados essencialmente por muscovita filitos. As amostras analisadas foram classificadas como arcóseos e arcóseos líticos, com a maioria se posicionando no campo de Arco Dissecado. As associações minerais encontradas nos metapelitos (clorita, biotita-cloritóide e granada) e nos meta-arenitos (actinolita e hornblenda) indicam que as condições metamórficas variam da fácies xistos verdes inferior a anfibolito inferior. As rochas metassedimentares ainda foram submetidas a um metamorfismo termal, entretanto, preservaram parte das características de sua origem sedimentar e da contribuição vulcanogênica e granítica. A presença de clastos de tonalitos e granodioritos correlatos aos da Suíte Lagoa da Meia Lua sugere que a deposição do complexo é posterior à colocação desta suíte, cujas idades U-Pb SHRIMP em zircão estão entre 690 e 680 Ma.

Palavras-chave: petrografia, proveniência mineralógica, geotectônica.

Abstract - PETROGRAPHIC ANALYSIS AND PROVENANCE OF THE METASSEDIMENTS OF THE PONTAS DO SALSO COMPLEX, SÃO GABRIEL TERRANE, DOM FELICIANO BELT, RS. The Pontas do Salso Complex occurs in the south part of the São Gabriel Terrane, western portion of the Dom Feliciano belt, center-west of the Rio Grande of South. To evaluate the stratigraphic relationships and characterize the units of the complex was carried out a detailed geological and structural mapping, with collection of samples for petrographic analysis, assessment of relations between metamorphism and deformation and modal count of the constituent minerals to define the provenance of the metasediments. The Pontas do Salso Complex consists of meta-arkoses with subordinate occurrence of metaconglomerates and metapelites. The meta-arkoses presents fine to coarse blastopsamitic texture with porphyroclasts of hexagonal quartz and plagioclase. The polimitic metaconglomerates are matrix supported and show between 15 and 55 % of the clasts. The pelitic rocks are mainly composed of muscovite phyllites. The analyzed samples were classified as arkoses and lithic arkoses and the majority of the arenites fell on the field of Dissected Arc. The orogenic metamorphism developed clorite, biotite/cloritoid and garnet zones, defining Upper greenschist to amphibolite facies conditions. The metasediments were still subjected to thermal metamorphism, however, the sedimentary structures and the volcanogenic and granitic sources are preserved. The presence of clasts of tonalites and granodiorites related to Lagoa da Meia Lua Suite suggests that the deposition of the metasediments is posterior to the emplacement of the units of this suite, whose U-Pb SHRIMP zircon ages are between 690 to 680 Ma.

Key words: petrography, mineralogical provenance, geotectonic.

1 Introdução

O Ciclo Orogênico Brasileiro no Rio Grande do Sul (RS) está representado pelo Cinturão Dom Feliciano, uma unidade composta por associações de rochas desenvolvidas durante dois eventos orogênicos denominados São Gabriel (900-680 Ma) e Dom Feliciano (650-540 Ma) (Chemale Jr. *et al.*, 1994; Babinski *et al.*, 1996, 1997; Chemale Jr., 2000; Hartmann *et al.*, 2000, 2007).

Nos últimos anos foram descobertas nos estados de Goiás e do Rio Grande do Sul, associações metavulcano-sedimentares e metaplutônicas relacionadas ao início da orogênese Brasileira, período que foi inicialmente caracterizado por processos de acreção juvenil com intenso magmatismo gerado por consumo de placas oceânicas (Fragoso-Cesar, 1990; Pimentel & Fuck, 1992; Babinski *et al.*, 1996, 1997; Remus *et al.*, 1999; Junges *et al.*, 2002; Laux *et al.*, 2005; Hartmann *et al.*, 2007, 2011; Saalman *et al.*, 2004a, 2005b; Philipp *et al.*, 2008, 2014, 2016). Estas associações estenderam o período de duração da orogênese Brasileira e demonstraram a existência de um oceano separando microplacas continentais que posteriormente foram aglutinadas. Novos dados geocronológicos e isotópicos no RS posicionaram o período de subducção ativa entre 900 e 720 Ma, definindo desta forma o início da orogênese Brasileira no sul do Brasil (Soliani Jr., 1986; Machado *et al.*, 1990; Babinski *et al.*, 1996, 1997; Leite *et al.*, 1998; Remus *et al.*, 1999; Hartmann *et al.*, 2011; Lusa *et al.*, 2013; Philipp *et al.*, 2014). As unidades que representam este período de subducção no escudo do RS estão restritas ao Terreno São Gabriel. Este terreno constitui a porção oeste do Cinturão Dom Feliciano e apresenta uma forma alongada segundo a direção N20-30°E, com cerca de 110 km de extensão e 60 km de largura.

O Complexo Palma, localizado na porção oeste do Terreno São Gabriel, foi definido por Garcia & Hartmann (1981) para designar um conjunto de rochas localizadas entre os municípios de São Gabriel e Lavras do Sul que se estende desde 5 km ao sul da Vila Palma, até aproximadamente 20 km para nordeste. Posteriormente, Chemale Jr. (1982), Santos *et al.* (1990) e UFRGS (1996) redefiniram os limites e associações deste complexo. Segundo estes autores o complexo incluía rochas metassedimentares como quartzitos, metapelitos, metarcóseos, mármore e metamargas, intercaladas com rochas metaígneas representadas por metagranitos/ortognaisses, metadacitos, metandesitos, metabasaltos, metagabros e metaultramafitos.

Dentro deste conjunto de rochas citadas des-

tacam-se as rochas metassedimentares clásticas constituídas por metarenitos conglomeráticos, metarenitos finos a grossos e metapelitos distribuídos em uma ampla área de aproximadamente 100 km². A origem e a formação do Complexo Pontas do Salso serão abordadas neste artigo que também investiga a possibilidade de correlação desta unidade com o Complexo Bossoroca, situado cerca de 15 km a nordeste.

Atualmente, o aprimoramento das técnicas analíticas permite uma investigação mais detalhada das diferentes unidades do Escudo Sul-rio-grandense quanto a sua origem e evolução tectônica. As novas análises laboratoriais e os trabalhos de campo auxiliam na reestruturação da estratigrafia do escudo bem como na evolução da sua história geológica.

O objetivo deste artigo é caracterizar as rochas metassedimentares da denominada Sequência e/ou Formação Pontas do Salso, até então associados ao Complexo Palma, avaliando sua composição petrográfica e sua proveniência, bem como as transformações impostas pela superposição do metamorfismo orogênico e do metamorfismo de contato.

2. Área, materiais e métodos

2.1 Contexto Geotectônico

O Escudo Sul-rio-grandense está localizado na porção sul da Província Mantiqueira, e é composto por um pequeno fragmento do Terreno Nico Perez, compondo a borda retrabalhada do Cráton Rio de La Plata e pelo Cinturão Dom Feliciano, um orógeno Neoproterozoico formado pela amalgamação dos crátons Rio de La Plata e Kalahari (Fragoso-Cesar, 1980; Fernandes *et al.*, 1992; Chemale Jr., 2000; Silva *et al.*, 2005; Saalman *et al.*, 2005a; Hartmann *et al.*, 2007).

O Terreno São Gabriel (TSG), *sensu* Hartmann *et al.* (2007), está limitado ao sul pela Zona de Cisalhamento Ibaré, ao leste pela Zona de Cisalhamento ou Sutura de Caçapava do Sul de direção média entre N10-30°E, paralela a anomalia magnetométrica de Caçapava do Sul (Costa, 1997) (Fig. 1). Na sua extremidade sul-sudoeste, esta estrutura é afetada pela Zona de Cisalhamento Ibaré, que rotaciona as estruturas dúcteis de direção NE-SW para as orientações E-W e N70°W-S20°E. Ao norte e ao oeste as unidades do TSG estão cobertas pelas rochas sedimentares da Bacia do Paraná. As unidades que constituem este terreno têm características acrecionárias e correspondem a um segmento de crosta juvenil neoproterozoica (Ba-

binski *et al.*, 1996; Saalman *et al.*, 2005b; Philipp *et al.*, 2008; Hartmann *et al.*, 2011). O Terreno São Gabriel é constituído pela intercalação tectônica de associações metavulcano-sedimentares, paragneisses, ortogneisses, metagranitos e rochas metamáfico-ultramáficas, intrudidas por granitoides tardi a pós-tectônicos. Estas unidades caracterizam as porções superiores e inferiores de dois arcos magmáticos denominados intra-oceânico e continental (Chemale Jr., 2000) ou Passinho e São Gabriel (Hartmann *et al.*, 2007) e estão intercaladas com complexos metamáfico-ultramáficas que representam associações ofiolíticas (Fig. 2). O Arco Passinho é composto pelas rochas do Complexo

Imbicuí e Cambaí, enquanto o Arco São Gabriel é composto pelas rochas supracrustais dos Complexos Cambaizinho e Bossoroca e infra-crustais do Complexo Cambaí (Hartmann *et al.*, 2011; Philipp *et al.*, 2014), além da intercalação com complexos metamáfico-ultramáficos, entre os quais o Ofiolito Cerro Mantiqueira, Palma e Cambaizinho (Fig. 2). As principais unidades deste terreno estão justapostas tectonicamente como faixas alongadas segundo a direção N20-30°E, limitadas por zonas de cisalhamento dúcteis.

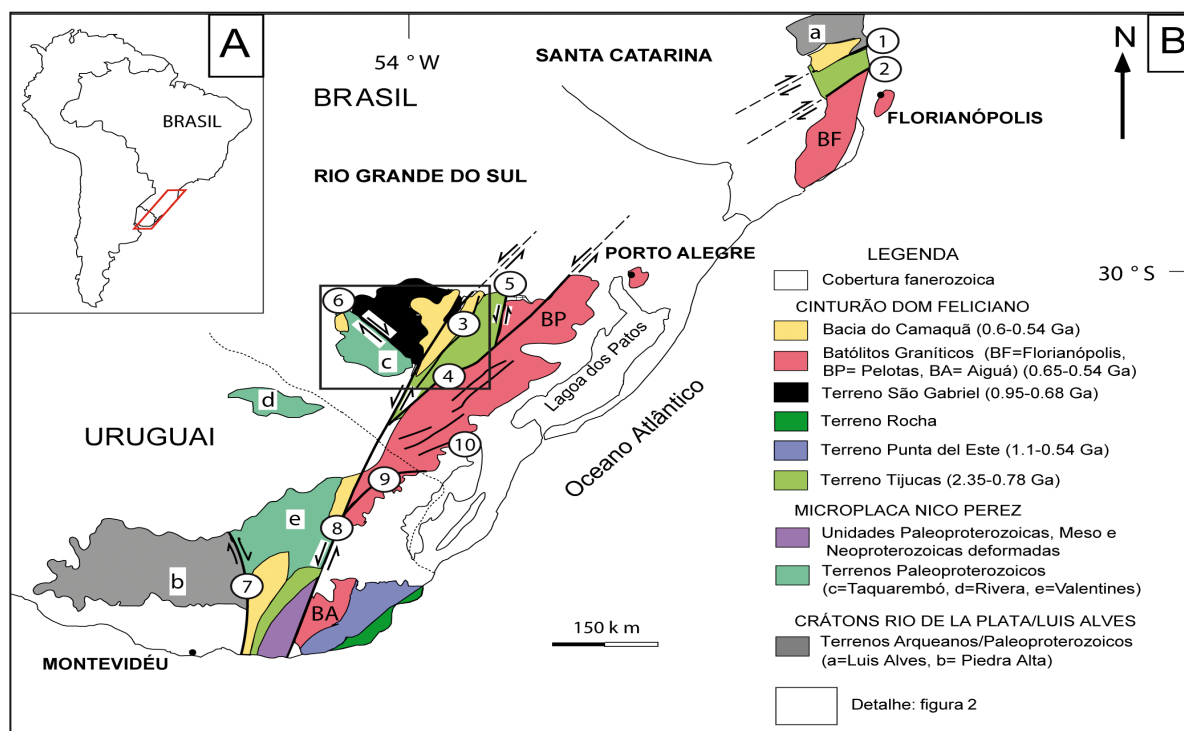


Figura 1. Contexto Geológico da área de estudo. A) Localização da área estudada na América do Sul; B) Principais unidades geotectônicas do sul do Brasil e Uruguai. Zonas de cisalhamento: 1- Itajaí-Perimbó, 2- Major Gercino, 3- Santana da Boa Vista, 4- Dorsal de Canguçu, 5- Passo do Marinheiro, 6- Ibaré, 7- Sarandi del Yí, 8- Sierra Ballena, 9- Cerro Amaro, 10- Arroio Grande. Modificado de Oyhançabal *et al.* (2009) e Philipp *et al.* (2013).

As unidades metavulcânicas do Complexo Bossoroca caracterizam a evolução de um vulcanismo explosivo da série cálcico-alcalina (Koppe & Hartmann, 1988), enquanto as unidades metaplutônicas do Complexo Cambaí definem a porção inferior de um arco magmático do tipo cordilheirano (Fragoso-Cesar, 1990). O vulcanismo ocorreu em ambiente subaéreo, com formação de depósitos gerados por fluxo, por surgência e por queda, esporadicamente interrompidos por depósitos epiclásticos subaquosos, sugerindo um ambiente de margem de bacia de arco (Wildner, 1990; Augustin Jr., 2006).

A evolução do Terreno São Gabriel inicia provavelmente em um ambiente intra-oceânico a cer-

ca de 900-860 Ma, como registrado nos gnaisses dioríticos e tonalíticos situados a sul-sudoeste da cidade de Lavras do Sul (Leite *et al.*, 1998; Lusa *et al.*, 2013; Philipp *et al.*, 2014). A evolução magmática mostra um lapso temporal de cerca de 80 Ma, com novos episódios magmáticos ocorrendo de forma contínua entre 770 e 680 Ma nas regiões de Lavras do Sul e Vila Nova do Sul (Silva Filho, 1984; Soliani Jr., 1986; Remus *et al.*, 1999; Hartmann *et al.*, 2011; Philipp *et al.*, 2014; Gubert *et al.*, 2016). Este novo magmatismo apresenta características geoquímicas e isotópicas progressivamente mais evoluídas (Silva Filho, 1984; Wildner, 1990; Augustin Jr., 2006).

O final desta evolução caracteriza-se pela co-

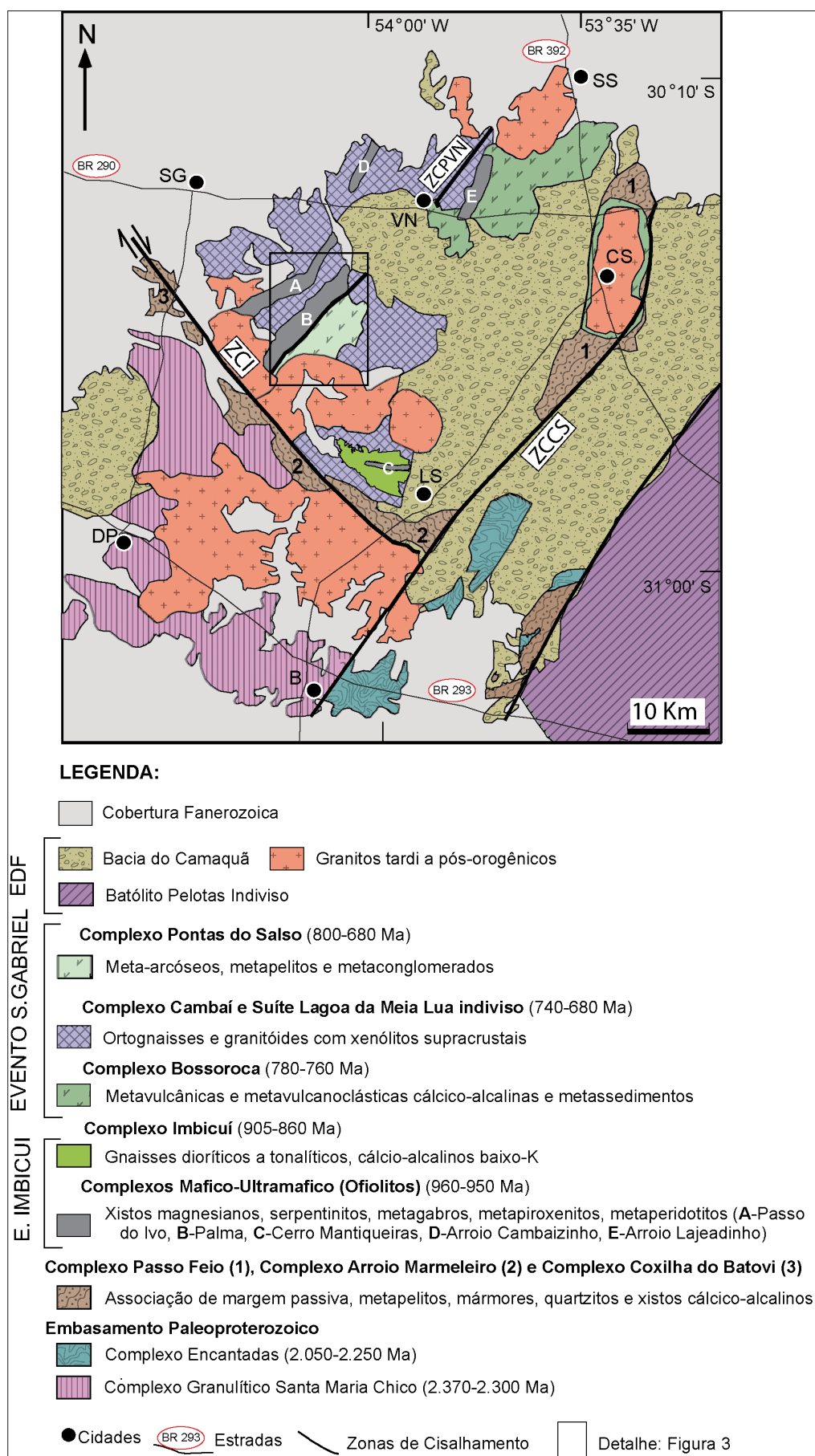


Figura 2. Mapa geológico do Terreno São Gabriel (Modificado de Hartmann *et al.*, 2007), destacando no retângulo preto a área de estudo. Cidades: SS – São Sepé, CS – Caçapava do Sul, VN – Vila Nova do Sul, LS – Lavras do Sul, DP – Dom Pedrito, B – Bagé. Zonas de Cisalhamento: ZCPVN – Zona de Cisalhamento Passinho/Vila Nova, ZCI – Zona de Cisalhamento Ibaré, ZCCS – Zona de Cisalhamento Caçapava do Sul. EDF – Evento Dom Feliciano.

lisão das associações petrotectônicas dos arcos e dos ofiolitos contra a micro-placa continental Encantadas e/ou Terreno Nico Perez (Philipp *et al.*, 2016), situada mais ao leste, resultando na atual estruturação do Terreno São Gabriel (Chemale Jr., 2000). Após o evento colisional, as rochas do arco foram invadidas por dois conjuntos de granitoides. O primeiro conjunto está representado pelos granitos pós-colisionais do evento São Gabriel pertencentes a Suíte Lagoa da Meia Lua (UFRGS, 1996; Garavaglia *et al.*, 2002). Os corpos de dioritos, tonalitos e granodioritos desta suíte apresentam formas alongadas e concordantes com as principais zonas de cisalhamento dúcteis que cortam o TSG. O segundo conjunto é composto pelos granitos tardi a pós-orogênicos do Evento Dom Feliciano, caracterizados por biotita granitos porfiríticos de composição cálcico-alkalina alto-K com idades entre 630 e 600 Ma e por leucogranitos alcalinos com idades entre 570 e 560 Ma (Remus *et al.*, 1999; Chemale Jr., 2000). A geração e a colocação destes granitoides estão associadas aos episódios de vulcanismo e sedimentação da Bacia do Camaquã.

As características geoquímicas e isotópicas das unidades do TSG situadas na região de Vila Nova do Sul indicam uma derivação a partir de protólitos ígneos formados em um arco de margem continental ativa como indicado pelas baixas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($< 0,705$) e por ϵNd (T) positivos a levemente negativos (Soliani Jr., 1986; Salmann *et al.*, 2005a; Philipp *et al.*, 2008). A maioria das rochas foi afetada por metamorfismo orogênico sob condições que variam entre a fácies xistos verdes inferior e anfibolito médio. A principal fase de deformação regional está marcada por zonas de cisalhamento dúcteis de baixo a médio ângulo relacionadas à orogenia São Gabriel, com idades entre 730 e 700 Ma (Leite *et al.*, 1998; Hartmann *et al.*, 2011).

2.2 Trabalhos Anteriores

O Complexo Palma foi proposto por Garcia & Hartmann (1981) para designar um conjunto de rochas metassedimentares localizadas entre os municípios de São Gabriel e Lavras do Sul que se estende desde 5 km ao sul da Vila Palma, até aproximadamente 20 km para nordeste, disposto como uma estrutura alongada segundo a direção N20-30°E. Segundo estes autores este complexo representa uma sequência do tipo *flysch*, subdividindo-o, através de análises mineralógicas e geoquímicas, em dois litotipos: (i) rochas metassedimentares representadas por quartzitos, metapelitos, meta-arcóseos, mármore e metamargas, que ocorrem

em camadas pequenas ou em lentes descontínuas, intercaladas com rochas de composição ultrabásica e básica; (ii) rochas metaígneas representadas por granitos, metadacitos, metandesitos, metabasaltos, metagabros, metaultrabásicas e lamprófiros. Posteriormente, Chemale Jr. (1982) dividiu o Complexo Palma em duas sequências: (i) Cerro da Cruz (dividida em unidades A e B, sendo constituída por metaultramafitos, metabasitos, metapelitos e quartzitos, metavulcânicas de composição ácida e intermediária, mármore e rochas calcossilicatadas com intercalações restritas de metavulcânicas intermediárias a ácidas); e (ii) Pontas do Salso, constituída por rochas calco-silicatadas e por sedimentos pelíticos e arcoseanos metamorfizados na fácies anfibolito.

Estudos recentes têm aprimorado o conhecimento das relações estratigráficas das rochas da região da Palma, bem como suas origens e relações tectônicas (Salmann *et al.*, 2005a; e 2005b; Laux *et al.*, 2012). As rochas metamáfico-ultramáficas têm sido interpretadas como complexos ofiolíticos (Ofiolito Palma, de Chemale Jr., 2000), enquanto os ortognaisses e metagranitos são incluídos no Complexo Cambaí e na Suíte Lagoa da Meia Lua (UFRGS, 1996).

2.3 Materiais e métodos

Foram efetuados dois levantamentos no total de 12 dias posteriores à revisão bibliográfica e análise de imagens e mapas. Nos trabalhos de campo foram descritos os afloramentos em cortes de estradas e leitos de drenagem, com levantamento das estruturas internas, contatos litológicos e perfis de amostragem de rocha para confecção de lâminas delgadas. No total foram descritos 42 pontos com a coleta de 32 amostras e 182 medidas estruturais. Os mapas, lâminas delgadas e dados levantados durante o mapeamento geológico realizado pela UFRGS (1996) também foram utilizados, além de fotos aéreas do Projeto USAF (63-32 Sh.21-Z-B-VI), e imagens do Google Earth. Os pontos descritos foram localizados mediante uso do GPS da marca Garmin® modelo GPSmap 60CSx em coordenadas UTM e Datum SAD69 e das cartas topográficas 1:50.000 do Serviço Geográfico do Exército Lagoa da Meia Lua (SH-21-Z-B-IV-2) e Rufino Farias (SH-21-Z-B-III-4).

Foram confeccionadas 20 novas lâminas delgadas para análise petrográfica em luz transmitida e utilizadas 34 lâminas oriundas de UFRGS (1996). As seções delgadas foram confeccionadas nos Laboratório de Preparação de Amostras do Centro de Pesquisas em Petrologia e Geoquímica (CPGq)

do Instituto de Geociências da UFRGS e no Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências da USP. Das amostras analisadas foram selecionadas oito de metarenitos para contagem modal, objetivando classificar os metarenitos e avaliar a possível proveniência dentro do contexto tectônico pelo método Gazzi & Dickinson (Dickinson, 1985). As análises modais foram feitas com a utilização de um *charriot* acoplado a platina do microscópio da marca Meiji Techno modelo ML9720, com contagem de cerca de 600 pontos por amostra.

Tradicionalmente, a estimativa quantitativa da composição do arcaúdo dos arenitos é realizada por uma contagem entre 300 e 600 pontos por lâmina delgada (Weltje, 2002). Para avaliar a proveniência dos arenitos, a moda composicional petrográfica deve ser tratada como a moda mineralógica somada a informações sobre a composição e textura dos grãos policristalinos, que fornecem a relação direta com as assembleias de rocha da área fonte (Weltje, 2002).

O método Gazzi-Dickinson enfatiza o uso de técnicas petrográficas para reconstruir o contexto tectônico da bacia sedimentar (Dickinson, 1985; Weltje, 2002). Weltje (2002) ressalta, entretanto, que a base estatística teórica dos métodos de processamento dos dados composicionais de análise em diagramas ternários de (sub) composições restritas a quartzo, feldspato e líticos gera uma limitação estatística, tornando a análise apenas semi-quantitativa. A apreciação petrográfica para fins de correlação com ambientes tectônicos específicos é frequentemente o primeiro método da análise de proveniência dos litotipos de interesse. Essa ferramenta atualmente é complementada através de datações radiométricas, análises geoquímicas e de minerais pesados.

3 Resultados

3.1 Geologia do Complexo Pontas do Salso

As rochas do Complexo Pontas do Salso constituem um corpo alongado e contínuo disposto segundo a direção N20°E, possuindo cerca de 20 km de comprimento por 12 km de largura (Fig. 3). Seus limites com as rochas metamáfic-ultramáficas do Ofiolito Palma, a oeste, e com os ortognaisses do Complexo Cambaí, a leste, são tectônicos e estão definidos por zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo. A sul, o complexo é intrudido pelo Granito Jaguari e ao norte e nordeste pelos granitos São Manoel e Camaquã-Pelado (UFRGS, 1996).

Foram observados diferentes tipos de metassedimentos de origem clástica incluindo meta-ar-

cóseos de granulação grossa a fina, meta-arcóseos conglomeráticos, metaconglomerados e metapelitos. As rochas metassedimentares estão dispostas em camadas com uma estruturação plano-paralela principal. As camadas possuem espessuras variadas entre dezenas de centímetros até 2 m. Embora com exposições restritas, ainda se observa o acamadamento primário (Fig. 4A e 4D). Internamente estas camadas apresentam estrutura cruzada e cruzada acanalada (Fig. 4C). As exposições estão restritas a pequenos lajeados ao longo do arroio Pontas do Salso e cortes de estrada alterados. A única exceção são os metapelitos que formam cristas alongadas com boas exposições em lajeados, localizadas na porção sudoeste do complexo (Fig. 4E). As principais cristas apresentam 1 a 2 km de comprimento e entre 30 e 200 m de largura. As observações de campo indicam que aproximadamente 90 % das rochas correspondem a meta-arcóseos, 5 % são meta-arcóseos conglomeráticos e metaconglomerados e 5% metapelitos.

Os meta-arcóseos possuem cor cinza esverdeada composta por porfiroclastos de quartzo e plagioclásio com tamanhos entre 3 a 8 mm, imersos em uma matriz de granulação fina a média, subordinadamente grossa, de cor esverdeada rica em epidoto, clorita, quartzo e anfibólio. Os porfiroclastos de plagioclásio possuem cor branca e forma prismática, enquanto o quartzo tem forma hexagonal e cor azulada a cinza claro. Os meta-arcóseos possuem coesão elevada e a matriz mostra textura granoblástica fina. Destacam-se os porfiroblastos aciculares de actinolita e/ou hornblenda, bem como a ocorrência irregular de porfiroblastos milimétricos de arsenopirita, pirita e magnetita. Na região norte do complexo, os meta-arcóseos são cortados por injeções aplíticas e pegmatíticas de composição granítica e de direção NE relacionadas ao Granito Camaquã Pelado, formando cristas subparalelas dentro de um relevo aplainado.

Os metapelitos são classificados como filitos e xistos finos, possuem cor cinza esverdeada, com alteração de cor alaranjada. Apresentam xistosidade fina ($S_1 + S_2$) bem desenvolvida e caracterizada por uma textura lepidoblástica fina a média definida pela orientação de muscovita e clorita (Fig. 4F). Esta foliação S_1 comumente transpõe o acamadamento original (S_0). A presença subordinada de uma clivagem de crenulação indica a transposição da foliação S_1 e a formação de uma foliação S_2 . A mineralogia é composta por muscovita, clorita, quartzo, e localmente, biotita, porfiroblastos de magnetita, cloritóide e granada.

Os meta-arcóseos conglomeráticos e os metaconglomerados possuem cor cinza escura, cons-

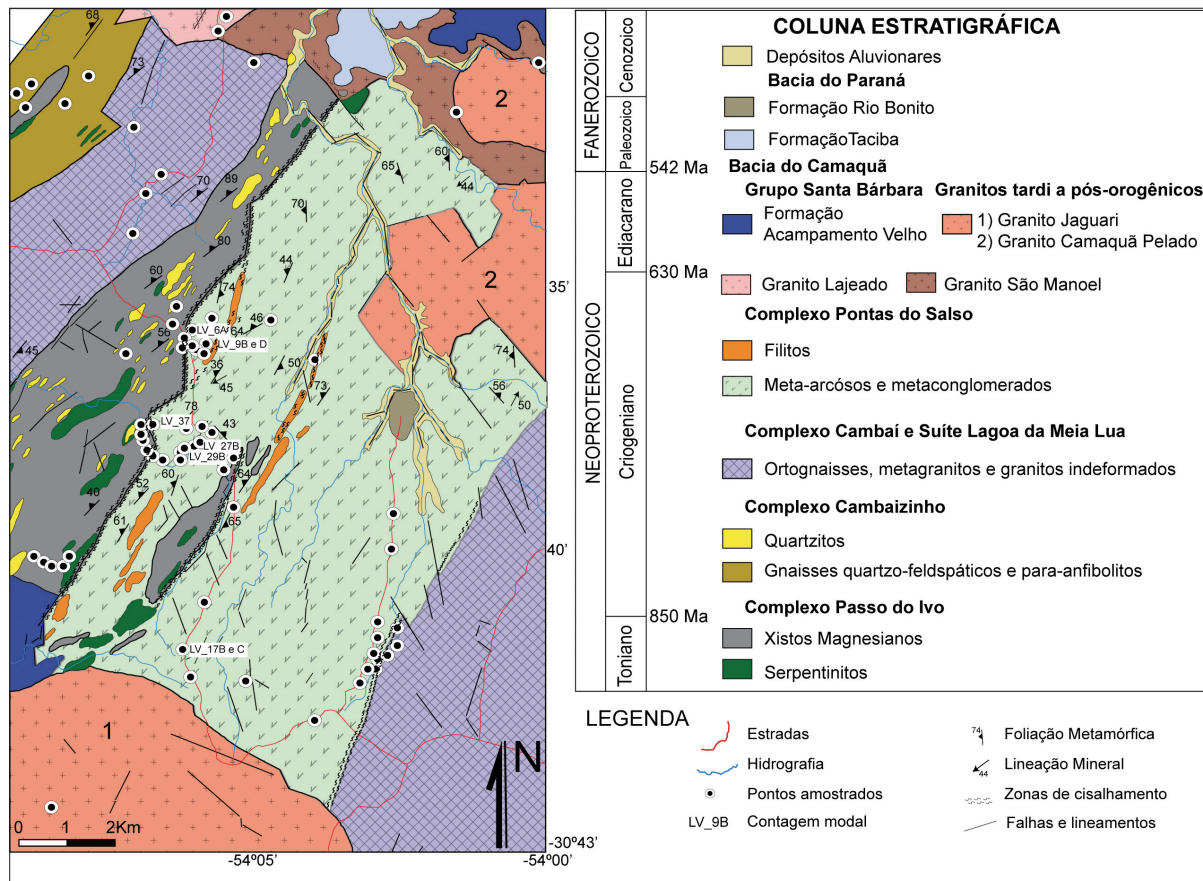


Figura 3. Mapa geológico da região da Palma, porção sul do Terreno São Gabriel (Modificado de UFRGS, 1996).

tituídos por baixas concentrações de litoclastos subarredondados imersos em uma matriz arenosa de composição quartzo-feldspática rica em plagioclásio e quartzo e com abundância variável de porfiroblastos de actinolita e/ou hornblenda de 3 a 10 mm de comprimento (Fig. 4B). Os cristais possuem forma prismática alongada, são idioblásticos e desenvolvem textura *bow-tie* no plano de foliação. Possuem estrutura maciça, entretanto, ocorrem níveis de litoclastos paralelos ao acamadamento. Estes níveis possuem entre 10 e 30 cm de espessura e são compostos por clastos de formas arredondadas e elípticas, subangulosas a subarredondadas, suportados pela matriz com tamanhos entre 2 e 15 cm. São identificados clastos de metarenitos finos, metandesitos, veios de quartzo e granitóides indeformados, incluindo tonalitos, granodioritos e hornblenda dioritos. Apesar da intensa recristalização da matriz pelo metamorfismo de contato, ainda se observa a textura nematoblástica definida pelo alinhamento da actinolita e da hornblenda marcando a antiga foliação metamórfica (S_1).

Os dados sobre a disposição do acamadamento primário (S_0) indicam uma orientação média N35°E, 10-15°NW (Fig. 5A). A atitude média da xistosidade S_1 é N45°E, com mergulhos de 71° para noroeste e para nordeste. A variação da orientação

da foliação S_1 e a presença de concentrações de polos opostos no diagrama da figura 5B (S_1) ressalta a presença de dobras F_2 com formas abertas a suaves com eixos segundo a direção NE-SW. Associado ao desenvolvimento da foliação S_1 ocorre uma lineação mineral definida pelo alinhamento dos anfibólios. A lineação apresenta disposição sub-horizontal e orientação média para S55°W (Fig. 5C). Em todas as exposições observa-se uma clivagem de fratura S_3 persistente. As superfícies são lisas, subparalelas e mostram espaçamento entre 20 e 40 cm, com orientação média N45°W e mergulhos elevados para NE e SW (Fig. 6).

As raras dobras observadas mostram formas abertas a suaves, com comprimentos de onda entre 3 e 20 m com pequenas amplitudes. A principal fase de dobramentos orienta o relevo de cristais suaves segundo os eixos principais, orientados segundo NE-SW.

O acamadamento primário está preservado (S_0), entretanto, mostra a superposição por um metamorfismo regional orogênico de grau baixo, responsável pela formação de xistosidade e pelos dobramentos regionais. Um dos últimos eventos tectônicos está associado à superposição termal causada pela colocação dos granitos São Manoel, Camaquã-Pelado, Lajeado e Jaguari, com geração

de metamorfismo de contato sobre as litologias do complexo. Próximo aos granitos, os *hornfels* apresentam textura granoblástica poligonal fina, e as

texturas decussadas das micas e *bow-tie* dos anfí-bólitos.

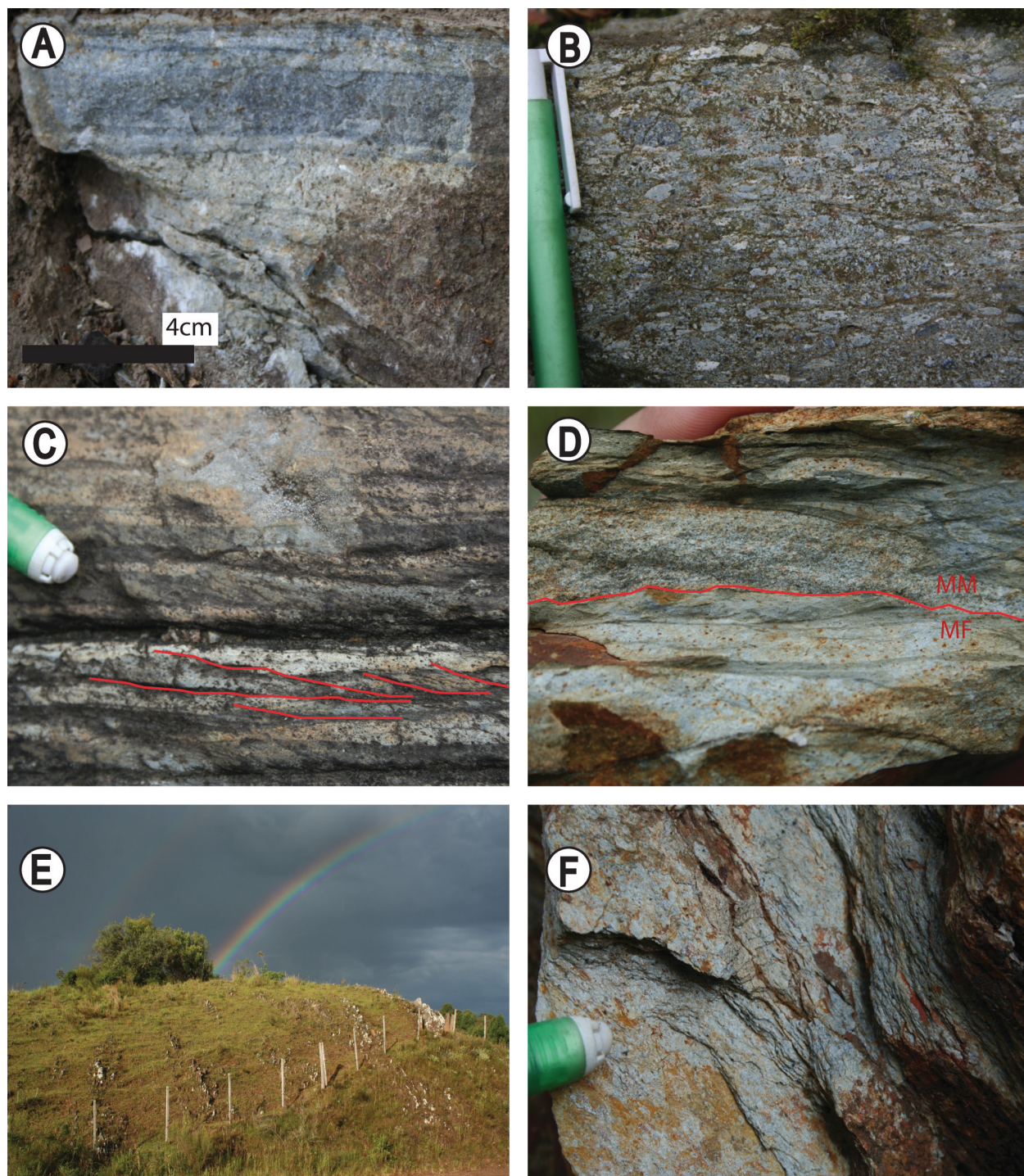


Figura 4. Estruturas primárias dos metassedimentos. A) Acamadamento plano-paralelo preservado em meta-arcóseos; B) Litoclastos de veios de quartzo em meta-arcóseo conglomerático; C) Estratificação cruzada acanalada preservada em meta-arcóseo; D) Intercalação de meta-arcóseos finos (MF) a médios (MM) em camadas plano-paralelas; E) Cristas de muscovita filitos; F) Detalhe da amostra de muscovita filito destacando a clivagem ardosiária bem definida e pequenos porfiroblastos de granada (pontos pretos).

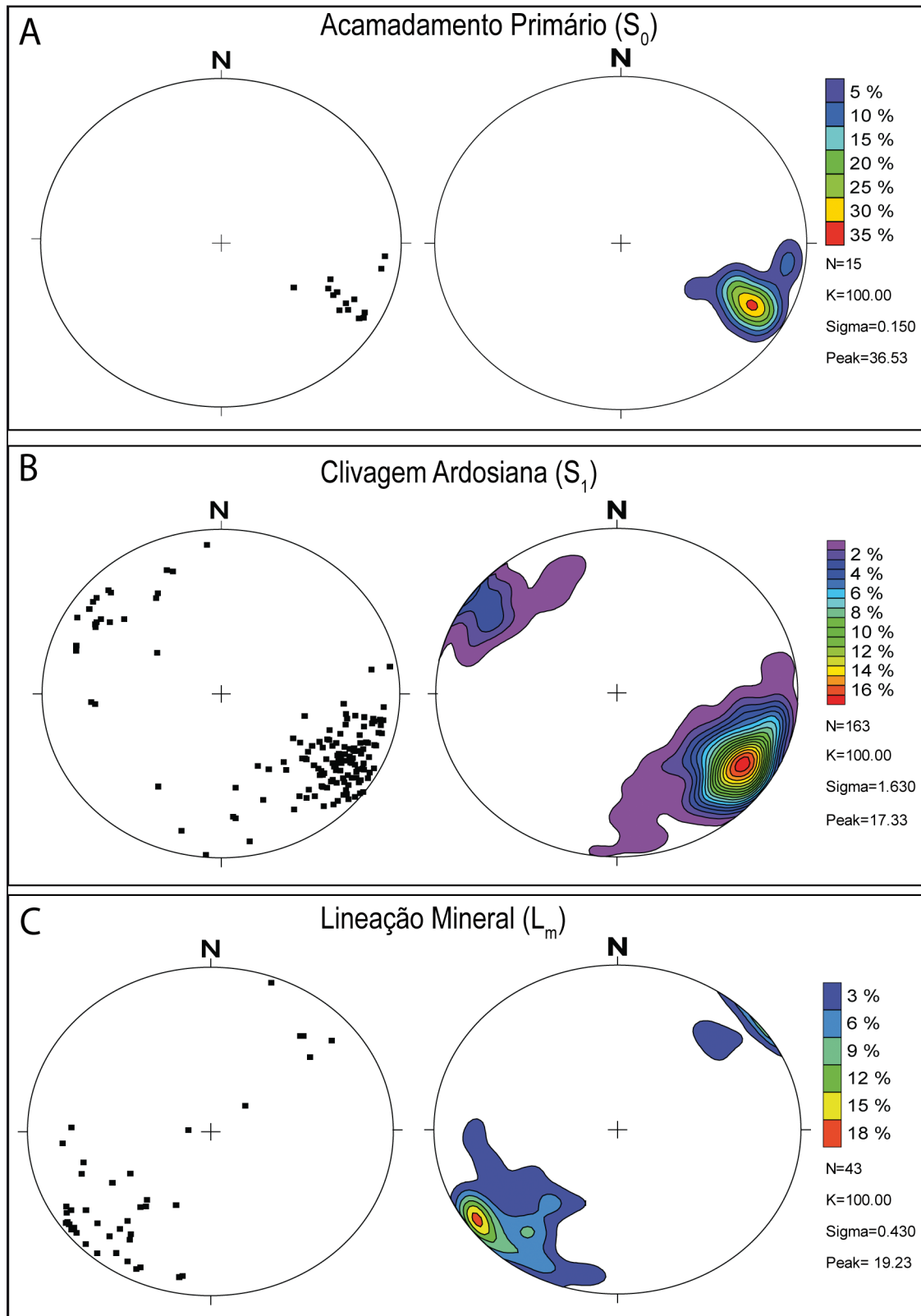


Figura 5. Estruturas planares e lineares do CPS representadas em rede equiárea de Schmidt (hemisfério inferior). S_0 - acamadamento primário, S_1 - clivagem ardosiana, L_m -lineação mineral. A) pólos dos planos e diagrama de contorno do acamadamento primário; B) polos dos planos e diagrama de contorno da clivagem ardosiana S_1 ; C) orientação da lineação mineral e diagrama de contorno.

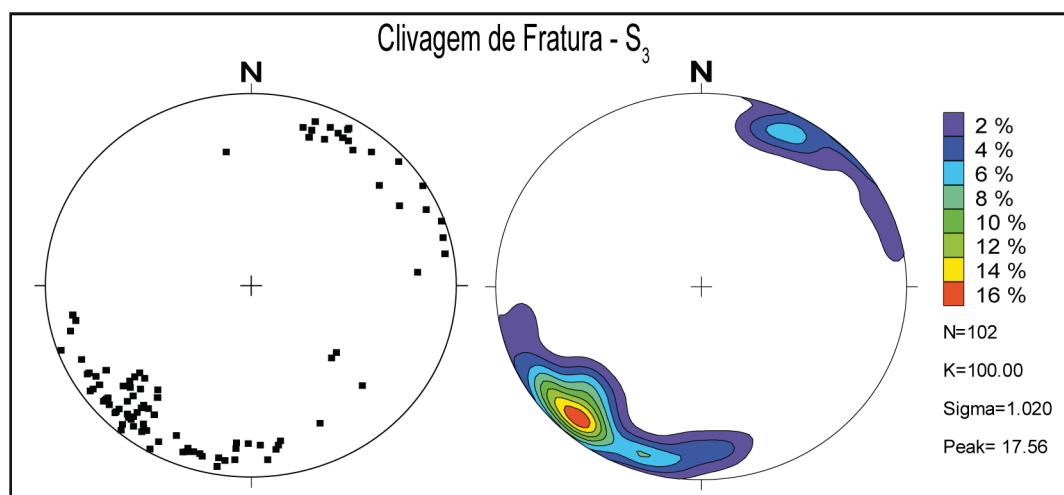


Figura 6. Polos dos planos e diagrama de contorno da clivagem de fratura S_3 .

3.2 Petrografia

Os metassedimentos do Complexo Pontas do Salso apresentam grande variabilidade de texturas e estruturas condicionadas a variação composicional e ao retrabalhamento associado ao metamorfismo e a deformação.

3.2.1 Metaconglomerados e Meta-arcóseos conglomeráticos

Os metaconglomerados são rochas de cor cinza escura, matriz suportados com porcentagem variável (entre 15 a 55%) de clastos de rochas metavulcânicas, metassedimentos, granitoides e veios de quartzo envoltos por uma matriz fina a grossa de composição arcoseana composta por plagioclásio, quartzo, com clorita, epidoto, biotita e minerais opacos na matriz. Os clastos tem formas elipsoidais a arredondadas, são subangulosos a subarredondados, com tamanhos variáveis entre 1 e 40 cm, compostos por metandesitos, metarcóseos finos a médios, quartzo leitoso, tonalitos e granodioritos (Fig. 7). A matriz apresenta textura blastopsamítica, definida por porfiroclastos preservados de quartzo e plagioclásio de tamanho areia fina a grossa. Os clastos comumente estão alinhados paralelamente com a foliação da rocha. A superposição do metamorfismo de contato gera o aparecimento na matriz de textura granoblástica inequigranular interlobada a poligonal média (0,2 a 0,6 mm) com a recristalização do quartzo e do plagioclásio gerando cristais poligonais com limites retos, associados com epidoto e minerais opacos. O crescimento desorientado de porfiroblastos de actinolita e/ou hornblenda com hábito acicular gera a textura decussada e gravata borboleta (*bow-tie*). O crescimento de porfiroblastos de biotita

sem orientação gera a textura decussada.

O plagioclásio representa de 40 a 50% da matriz e ocorre como cristais ripiformes, subédricos a anédricos intensamente sericitizados. São muito comuns as inclusões de apatita. O plagioclásio ocorre como porfiroclastos juntamente com quartzo, com tamanhos de até 5 mm e constituindo cerca de 10% do volume total. Estes porfiroclastos ainda preservam características ígneas tais como forma prismática, zonação e maclas. Quando recristalizados mostram forma poligonal e encontram-se associados com agregados granulares de epidoto. O quartzo varia de 10 a 27%, ocorrendo como porfiroclastos de formas subarredondadas a subangulosas de 0,5 a 4 mm, e como grãos finos recristalizados com formas poligonais. O K-feldspato é muito raro, representando cerca de 1 a 3% da matriz. São cristais com forma ripidiforme, subédricos e com tamanhos entre 0,1 e 0,4 mm. Os porfiroblastos de actinolita e hornblenda possuem forma prismática alongada e representam entre 3 e 15% do volume da rocha, com dimensões entre 0,5 e 3 mm. Os cristais possuem cor verde e pleocroísmo variável de verde escuro verde azulado; podem estar orientados, materializando a foliação na forma de uma textura nematoblástica; também ocorrem como cristais aciculares formando agregados fibro-radiados caracterizando uma textura acicular e/ou do tipo gravata borboleta (*bow-tie*); frequentemente mostram porções cloritizadas indicando retrometamorfismo. A biotita ocorre tanto na matriz como na forma de porfiroblastos; a orientação é bastante incipiente, desenvolvendo textura lepidoblástica. Estes cristais representam somente 5% da composição e mostram intensa cloritização. O epidoto compreende entre 2 a 5%, podendo chegar até 10% do volume. Os cristais ocorrem como agregados granulares desenvolvi-

dos a partir da matriz. Em geral os cristais de plagioclásio originais da matriz são substituídos por epidoto+clorita+carbonato, evidenciando condições metamórficas de baixo grau. A granada é do tipo almandina e ocorre como porfiroblastos poiquiloblásticos com inclusões de quartzo, micas e minerais opacos. Os cristais têm dimensões entre 0,2 e 0,8 mm, são idioblásticos, e de origem termal, uma vez que crescem sobre a foliação. Como minerais acessórios ocorrem turmalina, zircão e opacos compondo de 1 a 2% da rocha. Os minerais opacos são geralmente anédricos e se apresentam de dois modos: (i) alongados paralelos à foliação princi-

pal e como cristais granoblásticos; em geral estão associados à biotita, provavelmente oriundos do seu reequilíbrio. A carbonatação como processo de alteração é bastante expressiva, observada pelo crescimento de cristais xenoblásticos de calcita sobre os feldspatos.

Os intraclastos possuem tamanhos de grânulo e seixo e formas elípticas com eixo maior sub-paralelos a foliação principal. Os intraclastos de meta-arcóseos finos têm formas extremamente arredondadas, assim como os seixos de dioritos e tonalitos, mostrando dimensões entre 1 e 20 cm.

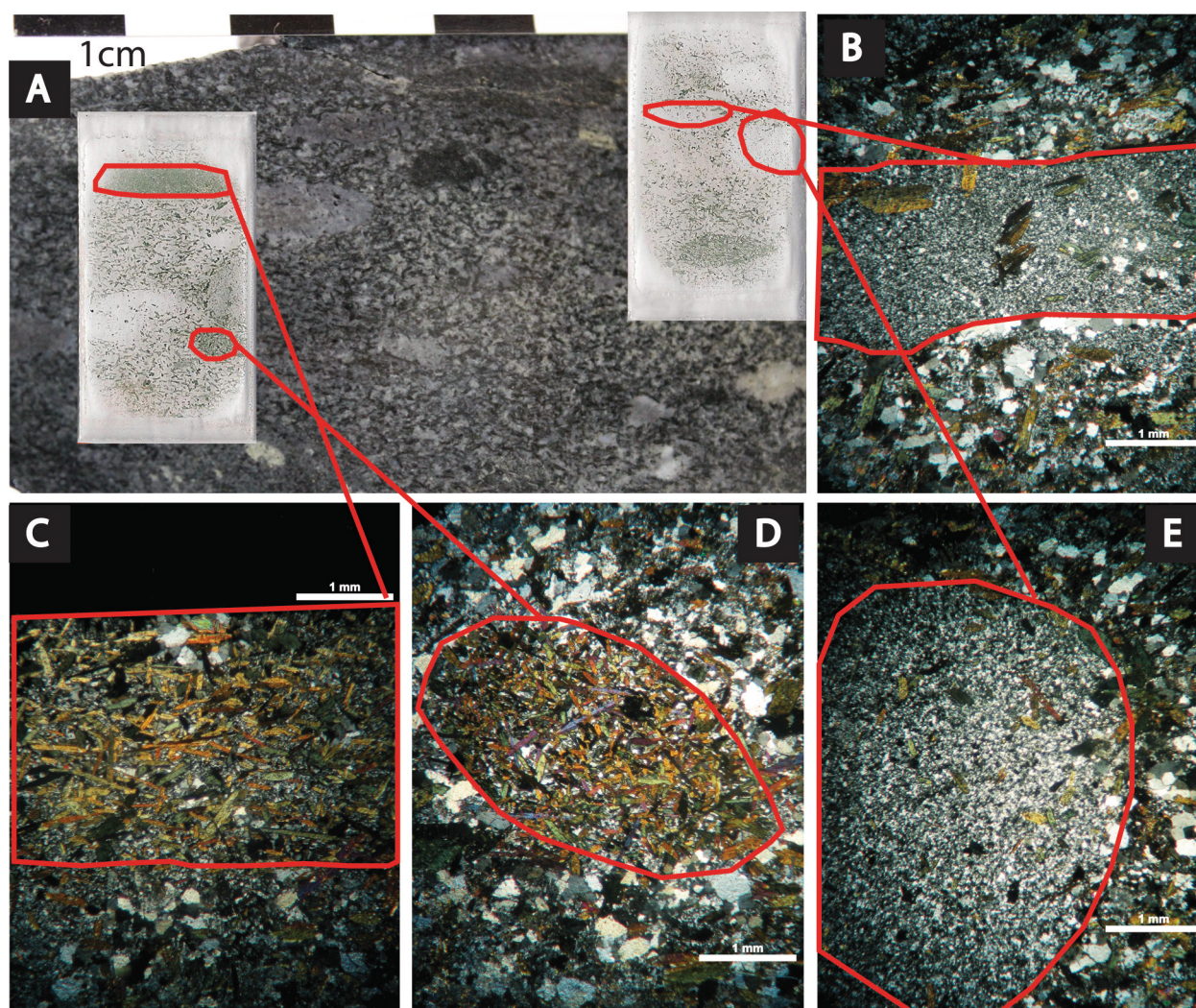


Figura 7. Aspectos macroscópicos e microscópicos dos meta-arcóseos conglomeráticos. A) Vista geral da amostra destacando os litoclastos de metassedimentos e a localização das lâminas delgadas detalhadas a seguir. B), C), D), E) Litoclastos de meta-arcóseos muito finos com formas subangulosas a subarredondadas.

3.2.2 Meta-arcóseos

Os meta-arcóseos possuem estrutura acamadada, com *sets* apresentando espessuras entre 1 a 3 m. Em geral, a estrutura interna dos meta-arcóseos é maciça, entretanto, observam-se estruturas plano-paralelas, cruzada tabular e acanalada. As estruturas plano-paralelas representam o

acamadamento original marcado pela alternância de bandas de granulação distintas (S_0) (Fig. 8A e 8B). As bandas de granulação muito fina têm espessuras variando de 0,5 a 1 mm e as bandas de granulação fina a média variam de 1 a 6 mm. Os limites entre as bandas são regulares e bem definidos, sendo observadas inúmeras estruturas

primárias no interior ou entre as camadas, como por exemplo: marcas de sobrecarga, marcas onduladas tipo formas de leito e acamadamentos gradacionais relacionados a mudanças de energia do ambiente deposicional. Essas estruturas sugerem um retrabalhamento por processos sedimentares em ambiente subaquoso. O acamadamento gradacional é definido por variação granulométrica, com pouca variação composicional (Fig. 8C e 8D). Ainda como evidência do acamadamento original, são observadas pequenas lentes de textura mais grossa imersas numa textura mais fina, podendo representar estruturas primárias do tipo *linsen*. A principal textura é blastopsamítica, caracterizada pela presença dominante de porfiroclastos de quartzo e plagioclásio de tamanho areia média a grossa envoltos por teores variáveis de matriz fina. Os cristais da matriz apresentam ampla variação de tamanho de grão e possuem formas subangulosas a subarredondadas. A sua composição é dominada por cristais de plagioclásio, que representam de 27 a 60% do total associados a quartzo, minerais opacos e micas. A matriz tem textura granoblástica interlobada a poligonal inequigranular a equigranular média a fina, composta por cristais de plagioclásio parcialmente recrystalizados, quartzo, epidoto, clorita e minerais opacos. A textura porfiroblástica é caracterizada por porfiroblastos de hornblenda e/ou biotita, desenvolvidos sobre o bandamento original. A tabela 1 contém os dados da contagem modal das amostras indicadas no mapa da figura 3.

O plagioclásio possui forma prismática subidiomórfica a xenomórfica, com dimensões entre 0,1 e 0,9 mm. Nas porções onde o acamadamento original encontra-se melhor preservado ainda são observadas texturas e formas de grãos remanescentes, como cristais prismáticos, zonados e com macla polissintética, sugerindo uma forte contri-

buição ígnea do protólito original. Neste caso, os porfiroclastos de plagioclásio mostram dimensões entre 0,6 e 2 mm, com inclusões de biotita, apatita e zircão caracterizando uma textura poiquilítica. Nas porções de mais alta deformação o plagioclásio está deformado e apresenta formação de subgrãos irregulares, envoltos por raras franjas compostas por agregados finos com textura granoblástica equigranular interlobada. Frequentemente os cristais de plagioclásio da matriz mostram alteração para sericita e substituição por agregados granulares de epidoto (zoisita e/ou clinozoisita), como representantes da paragênese de metamorfismo da fácies xistos verdes, juntamente com algumas porções fortemente cloritizadas.

O quartzo compreende 5 a 35% da rocha e possui dimensões entre 0,01 e 0,5 mm. São cristais de formas irregulares e xenomórficos, angulosos a subarredondados. Nas porções mais finas da matriz ocorrem agregados recrystalizados com textura granoblástica poligonal. A deformação intragranular do quartzo é representada por geração de subgrãos com extinção ondulante, indicando deformação de baixa temperatura no estado sólido. O K-feldspato é raro e constitui de 2 a 5% da rocha, com dimensões predominantemente entre 0,01 e 0,09 mm, chegando até 0,5 mm nos termos pobremente selecionados. Em geral estão sob a forma de prismas subidiomórficos bastante alterados. Raramente mostram micropertitas na forma de vênulas ou filetes finos. O anfibólio é comum e se apresenta em dois tipos: actinolita e hornblenda. São porfiroblastos de forma prismática alongada a acicular com tamanho entre 0,1 e 4,0 mm. Ocorrem em proporções que variam de 1 a 20% e geralmente desenvolvem textura poiquiloblástica com inclusões submilimétricas de quartzo e titanita. O crescimento sob a forma de agregados fibro-radiados sem orientação caracteriza a tex-

Tabela 1. Contagem modal das amostras de meta-arcóseos do Complexo Pontas do Salso.

Minerais (%)	LV_9B	LV_6A	LV_27A	LV_17C	LV_37	LV_29B	LV_9D	LV_17B
Quartzo	20	18	34	31	17	37	21	25
Plagioclásio	42	50	37	32	44	19	43	30
K-feldspato	0	3	0	1	2	0	0	1
Anfibólio	10	14	8	11	12	9	11	13
Biotita	4	7	6	2	8	10	3	5
Granada	1	0	0	0	0	0	1	0
Magnetita	3	2	2	1	1	3	2	2
Epidoto	1	1	8	2	2	6	1	6
Clorita	1	1	1	4	3	2	1	5
Litoclastos	18	4	4	16	9	14	17	13
Total	100	100	100	100	100	100	100	100

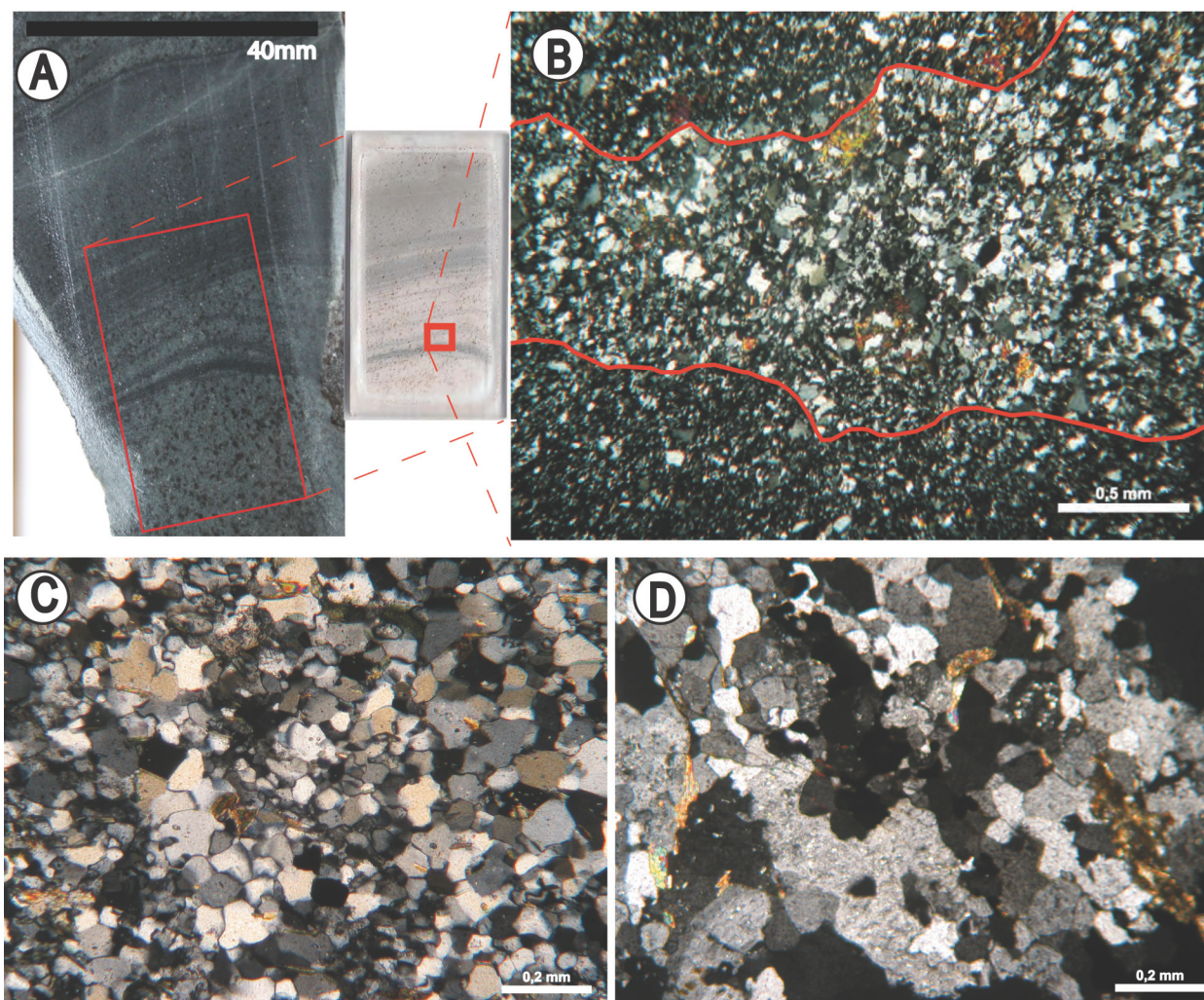


Figura 8. Aspectos macroscópicos e microscópicos dos meta-arcóseos. A) Destaque da estruturação em camadas plano-paralela com variação sistemática de tamanho de grãos; B) Detalhe da Fotomicrografia da amostra exposta na figura 8A; C) Textura granoblástica inequigranular interlobada fina em meta-arcóseo; D) Textura granoblástica inequigranular interlobada média a grossa em meta-arcóseo.

tura gravata borboleta (*bow-tie*). A alteração mais comum identificada é a recrystalização da hornblenda para agregados de clorita e epidoto, mais raramente, por massas irregulares de carbonato, indicando um retrometamorfismo de baixo grau. Lopes & Hartmann (2003) utilizando microsonda eletrônica classificaram os anfibólios sendo cerca de 70% compostos de actinolita, 22% de ferro-actinolita e 8% de ferro-hornblenda (alguns pontos no campo magnésio-hornblenda).

Nas porções onde os meta-arenitos estão foliados, a orientação de porfiroblastos de actinolita e hornblenda marca a foliação S_1 . A biotita ocorre principalmente sob a forma de porfiroblastos subidioblásticos com dimensões entre 0,5 e 1,5 mm e frequência variável entre 1% e 30%. Frequentemente desenvolve textura poiquiloblástica, com inclusões de opacos, quartzo e zircão. Em boa parte dos meta-arenitos a orientação de biotita marca a foliação principal (S_1). O desequilíbrio retrometamórfico da biotita é marcado pelo crescimento

de agregados de clorita e epidoto e, subordinadamente, titanita e minerais opacos xenoblásticos. Em rochas afetadas pelo metamorfismo de contato o crescimento desorientado de porfiroblastos de biotita desenvolve a textura decussada. Os minerais opacos se apresentam como cristais, em geral, xenomórficos, perfazendo menos de 3% da rocha e variando de 0,1 a 0,5 mm. Ocorrem dois tipos de opacos: (i) cristais intersticiais e (ii) cristais ameboides associados a titanita originados do reequilíbrio da biotita. Estes últimos mostram formas alongadas paralelas à foliação principal S_2 . Os fluidos sulfetados provavelmente provenientes do cisalhamento reagiram com os minerais ferrosos presentes em tais rochas, resultando na geração de pirita e arsenopirita idiomórficas, as quais atingem até cerca de 1,5 mm. O processo hidrotermal é bastante evidente em quase todas as lâminas, representado por agregados de carbonatos xenomórficos desenvolvidos sobre plagioclásio. Como evidência deste hidrotermalismo há também uma

quantidade significativa de veios submilimétricos de quartzo e subordinadamente, carbonato e epi-

doto, discordantes da foliação principal S_1 .

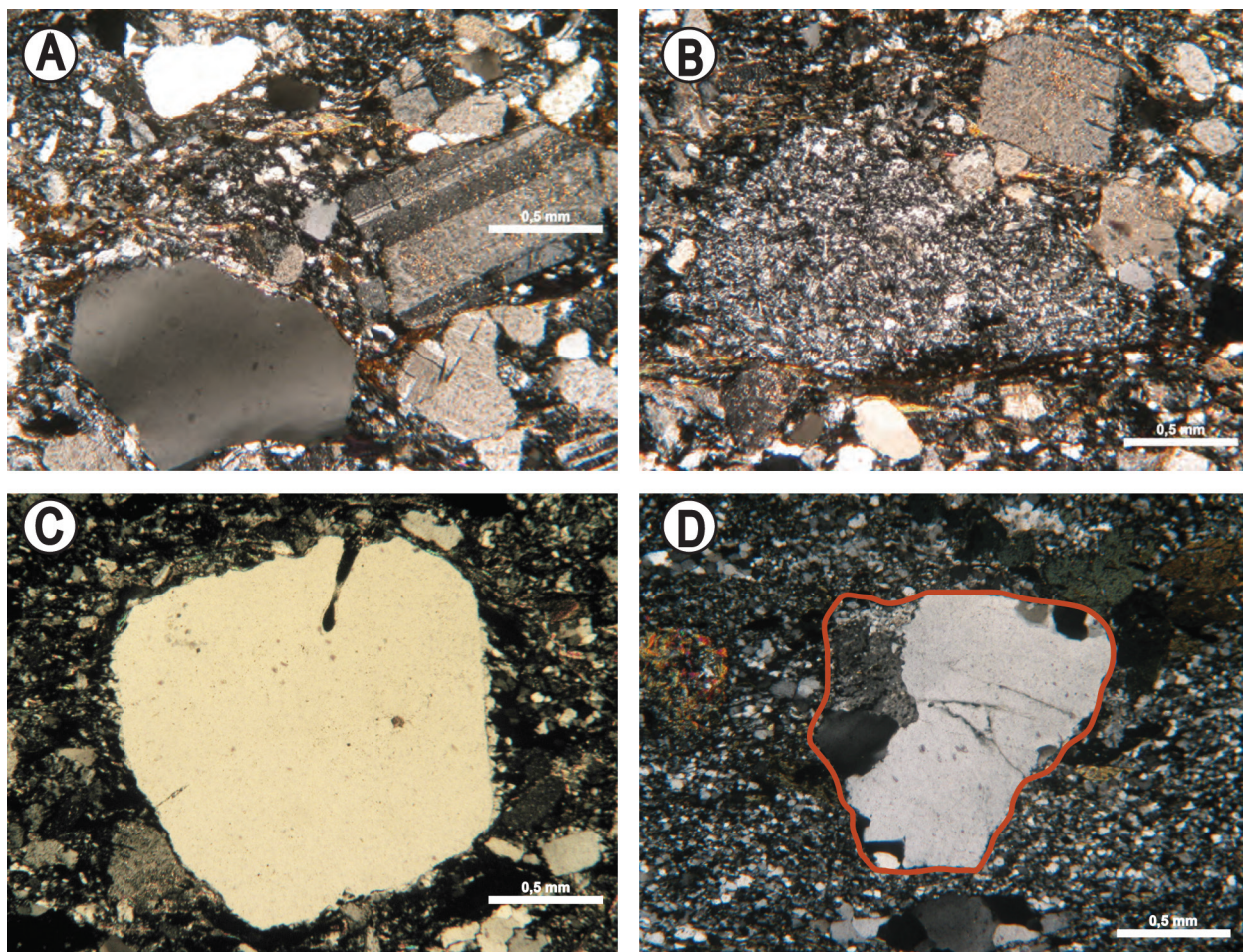


Figura 9. Texturas reliquias dos metassedimentos. A) Textura blastopsamítica em meta-arcóseos com porfiroclastos de quartzo e plagioclásio envoltos em matriz fina; B) Litoclastos de metasiltito com forma subangulosa no centro da fotomicrografia; C) Porfiroclasto de quartzo hexagonal embainhado preservado; D) Litoclasto composto de quartzo e feldspato preservado.

3.2.3 Metapelitos

Os metapelitos ocorrem intercalados aos metarenitos arcoseanos, apresentando uma foliação com morfologia variando de clivagem ardosiada até uma xistosidade fina bem desenvolvida, ambas de mesma orientação. Os metapelitos compreendem clorita-quartzo-muscovita filitos e granada-cloritóide-quartzo-muscovita filitos. São rochas de cor cinza esverdeada, com alteração de cor alaranjada. A mineralogia destas rochas é composta por 50% de muscovita, 34 a 38% de quartzo, 2 a 11% de clorita, até 10% de cloritóide, 1 a 2% de granada e 2% de minerais acessórios representados por opacos, titanita e turmalina.

Em lâmina delgada, mostram estrutura do tipo clivagem ardosiada ou xistosidade fina bem desenvolvida e ainda preservam parcialmente o acamamento primário mostrando uma intercalação com alternância de níveis quartzosos e níveis micáceos. Os porfiroblastos de cloritóide mostram forma prismática e idioblástica, variam de 0,2 a 1,0

mm e apresentam geminação lamelar. Em seu interior, as trilhas de inclusões de minerais opacos e quartzo indicam que a cristalização dos porfiroblastos é simultânea com a formação da xistosidade S_1 . Os porfiroblastos estão deformados e apresentam sombras de pressão assimétricas indicando movimento dextral (Fig. 10F). Os porfiroblastos de granada almandina são geralmente idiomórficos e também apresentam trilhas de inclusões rotadas do tipo *snowball* ($\sin-S_1$). Os níveis quartzosos são submilimétricos, lenticulares e parcialmente recristalizados com textura granoblástica equigranular interlobada fina a média e baixo percentual de porfiroclastos de areia média indicando uma textura blastopsamítica. Estes grãos preservam suas formas levemente arredondadas e variam no tamanho entre 0,1 e 0,3 mm, evidenciando o acamamento sedimentar reliquiar (S_0). Ainda como marcadores de tal acamamento sedimentar ocorrem níveis submilimétricos enriquecidos em minerais opacos geralmente alongados paralelos à foliação principal.

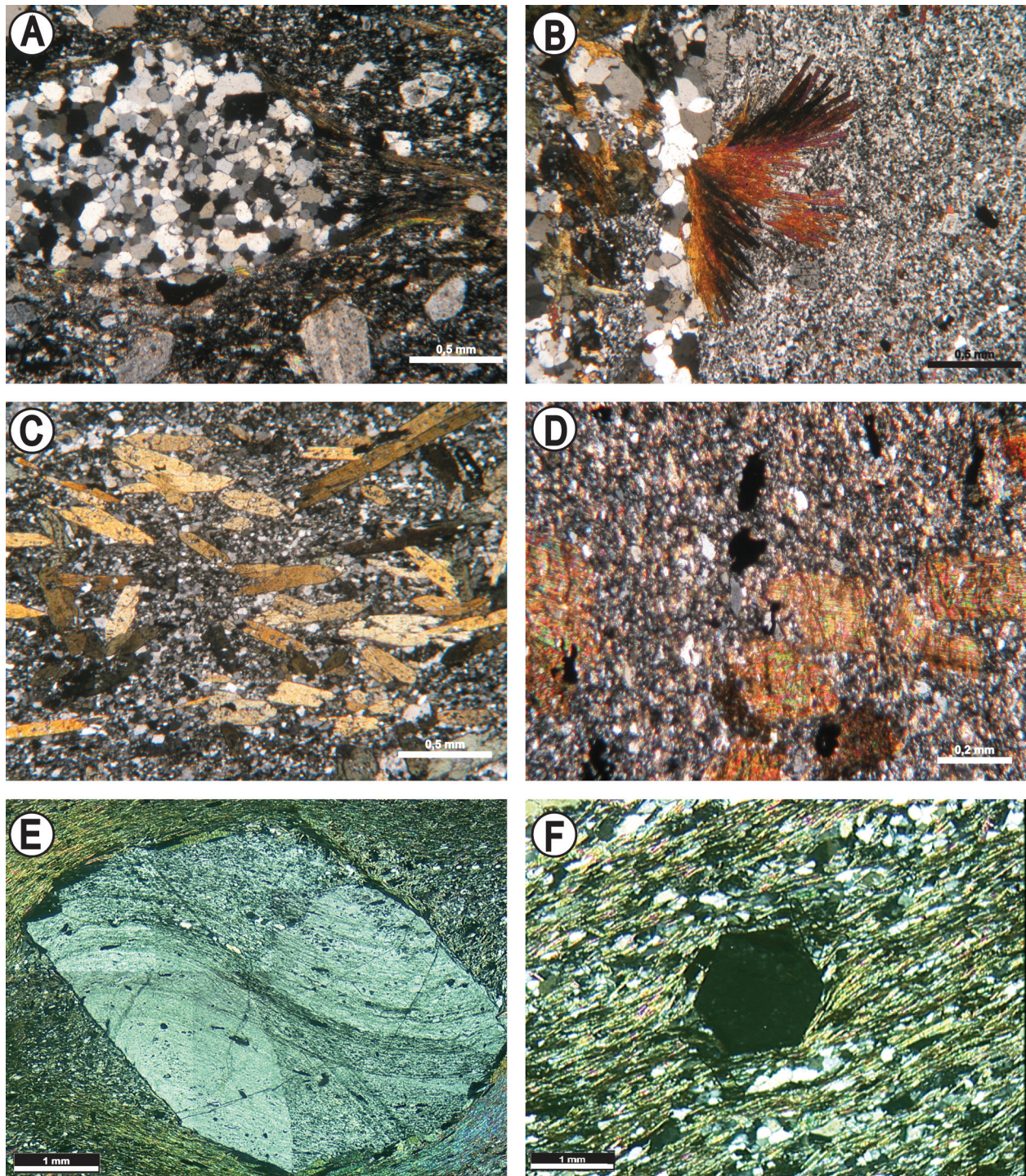


Figura 10. Texturas metamórficas em meta-arcóseos. A) Textura blastopsamítica em meta-arcóseo com lente de areia rica em quartzo recristalizado, envolta por nível rico em muscovita e clorita, destacando também porfiroclastos de quartzo e plagioclásio envoltos em matriz fina; B) Textura *bow-tie* em meta-arcóseo destacando o crescimento de porfiroblastos de hornblenda sem orientação; C) Crescimento desorientado de porfiroblastos de hornblenda em meta-arcóseo; D) Meta-arcóseo com textura decussada destacando os porfiroblastos de biotita sem orientação. Observar a antiga textura lepidoblástica definida pela orientação de muscovita na matriz; E) Porfiroblasto sin-tectônico de cloritóide em muscovita filito apresentando relações de concordância entre a xistossidade interna e externa; F) Porfiroblasto de granada em muscovita filito.

3.3 Metamorfismo e deformação

As litologias do Complexo Pontas do Salso estão limitadas por zonas de cisalhamento transcorrente dúcteis, com dimensões quilométricas e orientação N20°E. A deformação oriunda deste cisalhamento forma faixas de protomilonitos com

larguras máximas de 20 a 50 m. O mapa geológico da figura 3 mostra as três principais zonas de cisalhamento aflorando nos contatos do Complexo Pontas do Salso com as rochas metaultramáficas do Ofiolito Palma ao oeste, e com os granitóides da Suíte Lagoa da Meia Lua a leste, ocorrendo ainda uma zona na porção central.

Os meta-arenitos e os metapelitos são as unidades em que as fases de metamorfismo e deformação estão bem preservadas. As relações de campo e microestruturais permitem reconhecer o desenvolvimento de três foliações distintas. Outros autores identificaram estruturas polifásicas na área e propuseram história deformacional com até quatro fases de deformação (Santos *et al.*, 1990; Saalman *et al.*, 2005a; 2005b). A xistosidade S_1 é subparalela à S_0 e está caracterizada pelo crescimento orientado de micas e anfibólios materializando as texturas lepidoblástica e nematoblástica. A xistosidade S_1 esta afetada por dobras apertadas a isoclinais D_2 e encontra-se transposta por uma clivagem ardosiana S_2 em zonas de cisalhamento dúcteis. Uma terceira foliação de natureza rúptil-dúctil está caracterizada por uma clivagem de fratura de superfície axial, associada a uma fase de dobras tardias D_3 . As foliações S_1 e S_2 apresentam paragêneses metamórficas de fácies xistos verdes superior a anfibolito e fácies xistos verdes inferior, respectivamente. Em porções preservadas do metamorfismo termal, observa-se ainda uma clivagem ardosiana S_1 incipiente, subparalela ao acamamento original (S_{0_0}), marcada pela orientação de muscovita e clorita, caracterizando a textura lepidoblástica fina a média. Nas zonas de mais alta deformação, definidas pelas estreitas faixas de cisalhamento, a xistosidade S_1 é transposta por uma nova clivagem ardosiana denominada S_2 , de âmbito regional. A trama S_2 , também de natureza dúctil, é caracterizada pela reorientação dos porfiroblastos de hornblenda e biotita (textura nematoblástica e lepidoblástica, respectivamente). Na matriz ocorre o crescimento de clorita em textura lepidoblástica acompanhada de agregados de epidoto, indicando condições metamórficas de fácies xistos verdes. A rotação e deformação dos porfiroblastos de hornblenda e biotita para agregados de clorita e epidoto evidenciam as condições retrometamórficas associadas ao desenvolvimento da clivagem ardosiana S_2 . Frequentemente são observadas inflexões da foliação S_2 em torno dos porfiroblastos, indicando que os mesmos são anteriores a S_2 . A foliação S_3 é uma clivagem de fratura de direção predominante N50°W, paralela ao plano axial das dobras D_3 de formas abertas a suaves. Comumente as fraturas estão preenchidas por finos veios de quartzo.

Os metapelitos também apresentam três fases deformacionais marcadas pelas estruturas planares S_1 , S_2 e S_3 . A foliação S_1 é representada por uma clivagem ardosiana a xistosidade fina definida pela orientação de muscovita e clorita. Com o avanço da deformação, dobramentos apertados D_2

transpõem a clivagem ardosiana S_1 , materializando uma clivagem de crenulação S_2 . Em escala de afloramento, pode-se observar uma estrutura planar S_3 , representada por uma clivagem de fratura paralela ao plano axial das dobras D_3 que apresentam formas abertas, com eixos orientados segundo a direção noroeste-sudeste. Representando ainda esta fase de deformação frágil, as fraturas S_3 estão preenchidas por veios submilimétricos de quartzo. A foliação S_1 apresenta paragêneses indicativas da fácies xistos verdes superior, a qual é posteriormente desestabilizada para condições de fácies xistos verdes inferior. A foliação S_3 é pouco penetrativa e foi gerada por uma deformação frágil, sem metamorfismo associado.

A colocação dos granitos São Manoel, Camaquã-Pelado, Lajeado e Jaguari ocasiona uma ampla recrystalização das rochas do complexo sob influência termal. Esta recrystalização está marcada pelo desenvolvimento de textura granoblástica poligonal na matriz e pelo crescimento de porfiroblastos de actinolita, hornblenda e biotita sem orientação. As associações minerais indicam metamorfismo termal de condições equivalentes as da fácies Ab-ep hornfels a Hb hornfels.

4 Discussão dos resultados

Para a nomenclatura dos arenitos foi utilizada a classificação de Folk (1974) (Fig. 11). Das amostras analisadas, quatro foram classificadas como arcóseos e outras quatro como arcóseos líticos. Esse resultado é condizente com o restante das amostras que foram avaliadas apenas por análise visual. Alguns meta-arcóseos finos possuem maiores quantidades de quartzo, principalmente em sua forma recrystalizada.

As oito amostras selecionadas para a contagem modal para determinação da proveniência através do método de Gazzi-Dickinson (Dickinson, 1985) estão representadas na figura 12.

Das oito amostras analisadas seis se enquadraram no campo de Arco Dissecado enquanto duas caem nos campos do Orógeno Reciclado e de Embasamento Soerguido. A partir deste resultado se tem uma evidência dos antigos ambientes onde foram gerados os metassedimentos estudados. O metamorfismo orogênico de baixo grau não afetou as características de sua origem sedimentar e a influência de protólitos vulcanogênicos e graníticos presentes em seu arcabouço.

Segundo Dickinson (1985), os arcos dissecados podem representar uma mistura de detritos vulcânicos e plutônicos além de clastos metamórficos e sedimentares. Os sedimentos derivados de

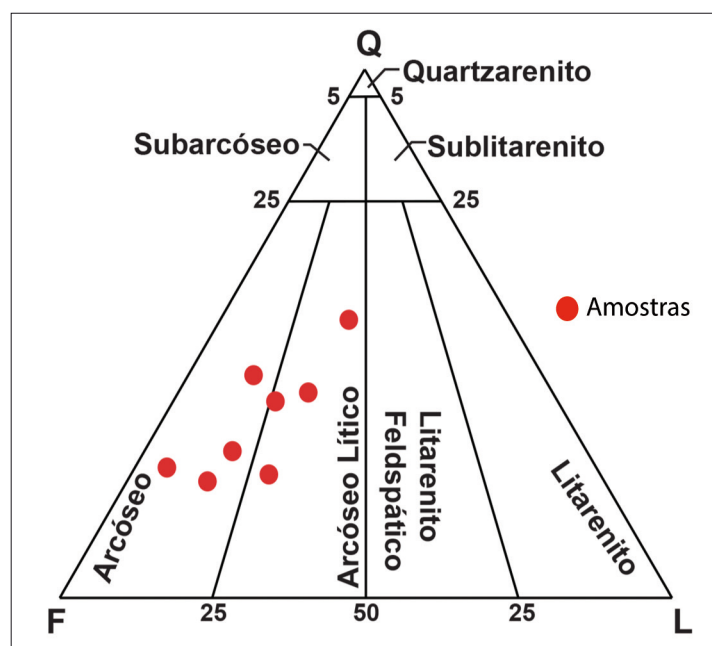


Figura 11. Diagrama de Folk (1974) para classificação dos protólitos dos metassedimentos. Q: Quartzo, F: Feldspatos e L: Lito-clastos.

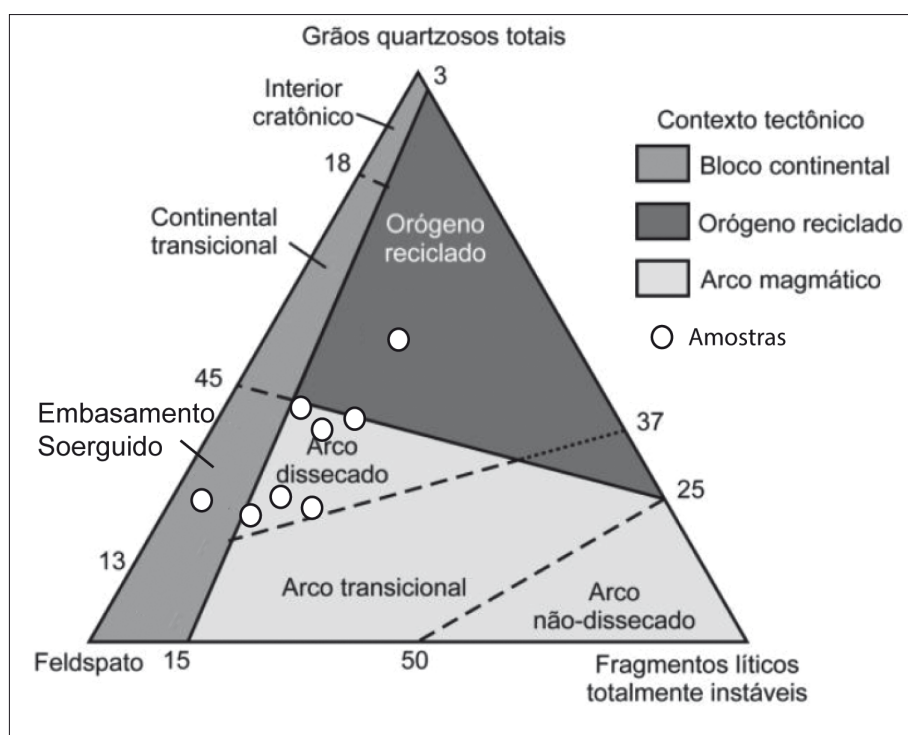


Figura 12. Classificação de Gazzi-Dickinson para proveniência tectônica dos metassedimentos.

arcos dissecados tendem a possuir K-feldspato e quartzo plutônicos juntamente com material vulcanoclástico. A composição dos arenitos é menos vulcano-lítica do que arenitos de arcos não-dissecados (Dickinson & Suczek, 1979). Os dados petrográficos das rochas metassedimentares do Complexo Pontas do Salso permitem supor uma origem a partir da erosão de rochas metavulcânicas ácidas a intermediárias e plutônicas ácidas.

A presença de cristais prismáticos, zonados e com macla polissintética, associada à existência de inúmeros porfiroclastos reliquiais de quartzo hexagonal e plagioclásio prismáticos, nitidamente fraturados, é também forte indício da coexistência de processos ígneos explosivos, concomitantes ou anteriores aos processos de sedimentação (Fig. 9). Os clastos de dioritos, tonalitos e granodioritos podem representar fragmentos de granitóides da

Suíte Lagoa da Meia Lua, enquanto os intraclastos de metassedimento e de rochas metavulcânicas poderiam representar retrabalhamento do arco vulcânico.

A transformação metamórfica dos meta-arcóseos ocasiona a formação de albita, mica branca, epidoto, clorita e carbonato sobre o plagioclásio original, bem como a formação de mica branca, clorita e minerais opacos sobre clastos de biotita. Estas transformações atingem os cristais mais finos da matriz e representam um volume pequeno do material original. As amostras analisadas apresentam pouca matriz (< 5%) e baixos teores de minerais metamórficos, favorecendo a preservação da composição original do sedimento nos diagramas ternários.

5 Conclusões

Os metassedimentos do Complexo Pontas do Salso estão dispostos em camadas plano-paralelas com granodecrescência composicional, variando desde metaconglomerados arcoseanos, meta-arcóseos e metapelitos. Os níveis arenosos são dominantes e apresentam estruturas cruzada e cruzada acanalada, sugerindo que os sedimentos foram depositados sob condições subaquosas em um ambiente fluvial ou deltaico. As ocorrências pouco expressivas de metarcóseos conglomeráticos e metaconglomerados, associadas à pequena dimensão dos clastos, sugere que a deposição ocorreu sob condições de energia relativamente baixa. A presença comum de porfiroclastos de plagioclásio prismático e quartzo hexagonal com formas angulosas a subangulosas, a ocorrência de litoclastos de rochas vulcânicas e granitoides, a pouca maturidade e o baixo a médio grau de seleção do arcabouço dos metarcóseos reforçam as condições de um transporte curto e baixo tempo de residência. Não foram identificadas rochas vulcânicas contemporâneas à deposição dos metassedimentos.

Os metassedimentos registram duas fases de deformação dúcteis definidas pelas clivagens ardorianas e/ou xistosidades S_1 e S_2 , que foram geradas sob condições metamórficas máximas de fácies xistos verdes superior a anfibolito inferior. Estas características indicam uma evolução em um ambiente de metamorfismo regional orogênico. A colocação dos granitos São Manoel, Camaquã-Pelado, Lajeado e Jaguari nos metassedimentos ocasionou um episódio de metamorfismo termal resultando na formação de auréolas de contato bem definidas que cobrem quase toda a área. As condições metamórficas observadas são compatíveis com as

da fácies Ab-Ep hornfels e Hb hornfels, sugerindo que o posicionamento dos granitos ocorreu em níveis crustais rasos, com profundidades estimadas entre 2 e 4 km, sob condições extensionais e posteriores aos processos deformacionais associados ao metamorfismo regional orogênico que afetou previamente os metassedimentos.

Os metassedimentos do Complexo Pontas do Salso derivaram principalmente das rochas metavulcânicas do Complexo Bossoroca e dos tonalitos, granodioritos e dioritos da Suíte Lagoa da Meia Lua, ocorrentes na região de Vila Nova do Sul, cerca de 15 a 20 km mais ao nordeste das ocorrências estudadas. Estas evidências sugerem que as paleocorrentes tem direção sul.

A presença de litoclastos de granitóides correlatos a Suíte Lagoa da Meia Lua sugere que os metassedimentos do Complexo Pontas do Salso são mais jovens que esta suíte, que apresenta dados U-Pb SHRIMP em zircão entre 680 e 690 Ma.

Agradecimentos - Ao CNPq pelo auxílio e bolsa de doutorado de Luiz Alberto Vedana (Processo nº 141236/2010-8, Projeto 870559/1997-4) e pela bolsa de pesquisador de Ruy Paulo Philipp.

Referências

- Augustin Jr., P. 2006. *Caracterização geológica e geoquímica das rochas metavulcanogênicas do Complexo Bossoroca*, São Sepé, RS. Porto Alegre, 67p. Monografia de conclusão de curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Babinski, M., Chemale Jr., F., Hartmann, L.A., Van Schmus, W.R. & Silva, L.C. 1996. Juvenile accretion at 750-700 Ma in Southern Brazil. *Geology*, 24(5): 439-442.
- Babinski, M., Chemale Jr., F., Van Schmus, W.R., Hartmann, L.A. & Silva, L.C. 1997. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic Granitic-Gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 10(3-4): 263-274.
- Chemale Jr., F. 1982. *Geologia da Região de Palma, São Gabriel, Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, 136p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Chemale Jr., F. 2000. Evolução Geológica do Escudo Sul-Riograndense. In: Holz, M. & De Ros, L.F. (Eds.) *Geologia do Rio Grande do Sul*. Centro de Investigação do Gondwana, Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, p. 13-52.
- Chemale Jr., F., Hartmann, L.A. & Silva, L.C. 1994. Tectonic evolution of Southern Brazil in the Brasiliano Cycle. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, *Boletim de Resumos Expandidos*, SBG, Camboriú, 1: p. 626.

- Costa, A.F.U. 1997. *Teste e modelagem geofísica das associações litotectônicas pré-cambrianas no Escudo Sul-rio-grandense*. Porto Alegre, 291p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Dickinson, W.R. 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Zuffa, G.G. (Eds.) *Provenance of Arenites*. Reidel Publishing Company, Dordrecht, p. 333-361.
- Dickinson, W.R. & Suczek, C.A. 1979. Plate tectonics and sandstone compositions. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 63: 2164-2182.
- Fernandes, L.A., Tommasi, A. & Porcher, C.C. 1992. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: a reappraisal. *Journal of South American Earth Science*, 5(1): 77-96.
- Folk, R.L. 1974. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin, Hemphill's, 170 p.
- Fragoso-Cesar, A.R.S. 1980. O Cráton do Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul Riograndense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, *Anais...*, SBG, Camboriú, 5: 2879 - 2891.
- Fragoso-Cesar, A.R.S. 1990. Tectônica de Placas no Bloco São Gabriel (RS) em Base dos Dados Geológicos, Geocronológicos e Geoquímico. In: WORKSHOP DE GEOQUÍMICA ISOTÓPICA, GEOCRONOLOGIA E LITOGEOQUÍMICA DAS REGIÕES SUL E SUDESTE DO BRASIL, *Resumo Expandido*, São Paulo, SBGq, Instituto de Geociências, USP, p. 8-16.
- Garavaglia, L., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S. 2002. Cumulative diorites related to post-collisional, Brasiliano/PanAfrican mafic magmatism in the Vila Nova Belt, Southern Brazil. *Gondwana Research*, 5: 519-534.
- Garcia, M.A.M. & Hartmann, L.A. 1981. Petrologia do Complexo Palma- RS. *Acta Geológica Leopoldensia*, 5(9): 51-119.
- Gubert, M.L., Philipp, R.P., Basei, M.A.S. 2016. U-Pb geochronology and tectonic implications for the Neoproterozoic São Gabriel Arc, southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 70: 1-17.
- Hartmann, L.A., Leite, J.A.D., Silva, L.C., Remus, M.V.D., McNaughton, N.J., Grove, D.I., Fletcher, I.R., Santos, J.O.S. & Vasconcellos, M.A.Z. 2000. Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. *Australian Journal of Earth Sciences*, 47: 829-844.
- Hartmann, L.A., Chemale Jr, F., Philipp, R.P. 2007. Evolução Geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. In: Frantz, J.C. & Iannuzzi, R. (Eds.), *50 anos de Geologia no Rio Grande do Sul*, 1º ed. Instituto de Geociências, Porto Alegre, RS: Editora Comunicação e Identidade, CIGO/UFRGS, v. 1, p. 97-123.
- Hartmann, L.A., Philipp, R.P., Santos, J.O.S. & McNaughton, N.J. 2011. Time frame of 753-680 Ma juvenile accretion during the São Gabriel orogeny, southern Brazil. *Gondwana Research*, 19: 84-99.
- Junges, S.L., Pimentel, M.M. & Moraes, R. 2002. Nd isotopic study of the Neoproterozoic Mara Rosa Arc, central Brazil: implications for the evolution of the Brasília Belt. *Precambrian Research*, 117: 101-118.
- Koppe, J.C. & Hartmann, L.A. 1988. Geochemistry of the Bossoroca Greenstone Belt, Southernmost Brazil. *Geochimica Brasiliensis*, 2(2): 167-174.
- Laux, J.H., Pimentel, M.M., Dantas, E.L., Armstrong, R.A. & Junges, S.L. 2005. Two neoproterozoic crustal accretion events in Brasília belt, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 18: 183-198.
- Laux, J.H., Bongioio, E.M., Klein, C. & Iglesias, C.M.F. 2012. *Mapa Geológico Lagoa da Meia Lua SH-21-Z-B-VI*, Porto Alegre, CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 1v., escala 1:100.000.
- Leite, J.A.D., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J. & Chemale Jr, F. 1998. SHRIMP U/Pb zircon geochronology of Neoproterozoic juvenile and crustal-reworked terranes in southernmost Brazil. *International Geology Review*, 40: 688-705.
- Lopes, A.P. & Hartmann, L.A. 2003. Geoquímica de Rochas Metabasálticas da Mina da Palma, Bloco São Gabriel, Escudo Sul-rio-grandense: Um Possível Platô Oceânico. *Pesquisas em Geociências*, 30(1): 27-39.
- Lusa, M., Philipp, R.P., Hartmann, L.A. & Santos, J.O. 2013. Petrologia do Complexo Imbicuí: um arco magmático insular do Paleoproterozóico no Terreno São Gabriel, RS. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON TECTONICS e XIV SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 8, Chapada dos Guimarães. *Anais...*, Cuiabá, SBG-MT, v. 1.
- Machado, N., Koppe, J.C. & Hartmann, L.A. 1990. A Late Proterozoic U-Pb age for the Bossoroca Belt, Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 3(2/3): 87-90.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Frei, R. & Layer, P. 2009. Geochronological constraints on the evolution of the Southern Dom Feliciano Belt (Uruguay). *Journal of the Geological Society of London*, 166: 1-11.
- Philipp, R.P., Bitencourt, M.F. & Junges, S.L. 2008. Isótopos de Nd dos Complexos Neoproterozóicos Cambaí e Cambaizinho, Terreno Vila Nova: implicações para a evolução do Cinturão Dom Feliciano no RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 46, *Anais...*, Curitiba, 21p.
- Philipp, R.P., Pimentel, M.M., Hartmann, L.A., Campos, R.S., Pertile, J., Lena, L.O., Lopes, C.G., Bom, F.M., Vedana, L.A., Camozzato, E., Laux, J.H. & Gubert, M. 2013. Correlação entre os Complexos Metavulcânico-sedimentares dos Escudos do RS e Sc: Evidências da evolução Tectônica do Cinturão Dom Feliciano com base em geocronologia U-Pb em zircão. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON TECTONICS, 8 e SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 14, Chapada dos Guimarães. *Anais...*, Cuiabá, SBG-MT, v. 1.
- Philipp, R.P., Hartmann, L.A., Lusa, M., Basei, M.A.S. & Santos, J.O.S. 2014. Oldest age of magmatism in the Passinho Arc in the southwestern portion of Gondwana, Rio Grande do Sul, Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 9, *Abstracts*. São Paulo, p. 186.
- Philipp, R.P., Pimentel, M.M., Chemale Jr, F. 2016. Tectonic evolution of the Dom Feliciano belt in southern

- Brazil based on geological relationships and U-Pb geochronology. *Brazilian Journal of Geology*, 46(Supl 1): 83-104.
- Pimentel, M.M. & Fuck, R.A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil. *Geology*, 20: 375-379.
- Remus, M.V.D., McNaughton, N.J., Hartmann, L.A., Koppe, J.C., Fletcher, I.R., Groves, D.I. & Pinto, V.M. 1999. Gold in the Neoproterozoic juvenile Bossoroca volcanic arc of southernmost Brazil: isotopic constraints on timing and sources. *Journal of South American Earth Sciences*, 12: 349-366.
- Saalmann, K., Hartmann, L.A., Remus, M.V.D., Koester, E. & Conceição, R.V. 2005a. Sm-Nd isotope geochemistry of metamorphic volcano-sedimentary successions in the São Gabriel belt, southernmost Brazil: Evidence for the existence of juvenile Neoproterozoic oceanic crust to the east of the La Plata Craton. *Precambrian Research*, 136: 159-175.
- Saalmann, K., Remus, M.V.D. & Hartmann, L.A. 2005b. Geochemistry and crustal evolution of volcano-sedimentary successions and orthogneisses in the São Gabriel belt, southernmost Brazil - relics of Neoproterozoic magmatic arcs. *Gondwana Research*, 8: 143-162.
- Santos, E.L., Azevedo, G.C., Maciel, L.A., Mosmann, R. & Remus, M.V.D. 1990. Mapeamento geológico de seqüências metavulcano-sedimentares do oeste do Escudo Sul-Riograndense, RS, In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, *Anais...* Natal. SBG, v. 6, p. 2976-2990.
- Silva, L.C., McNaughton, N.J., Armstrong, R., **Hartmann**, L.A. & Fletcher, I.R. 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U-Pb geochronologic subdivision of the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. *Precambrian Research*, 136: 203-240.
- Silva Filho, B.C. 1984. Geology of the poliphase deformed Precambrian Terrane of the Vila Nova Region, State of Rio Grande do Sul, Southern Brazil. Part I: Petrogenesis. *Acta Geologica Leopoldensia*, 17: 35-152.
- Soliani Jr., E. 1986. *Os dados geocronológicos do Escudo Sul-rio-grandense e suas implicações de ordem geotectônica*. São Paulo, 425p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- UFRGS.1996. Mapeamento Geológico 1:25.000 *Projeto Lagoa da Meia Lua - Rufino Farias - Vila Nova: Geologia da Faixa X*. Porto Alegre, 178p. Monografia de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Weltje, G.J. 2002 Quantitative analysis of detrital modes: statistically rigorous confidence regions in ternary diagrams and their use in sedimentary petrology: *Earth Science Review*, 57: 211-253.
- Wildner, W. 1990. *Caracterização Geológica e Geoquímica das Seqüências Ultramáfica e Vulcano-Sedimentares da Região da Bossoroca*. Porto Alegre, 215p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Man 558

Editores: Edinei Koester & Paulo A. Souza.